Zur Kenntnis der Miocänbildungen von Eggenburg (Niederösterreich)

(III bis VI)

von

Dr. F. X. Schaffer.

(Vorgelegt in der Sitzung am 20. Februar 1913.)

III. Die Patellensande von Roggendorf bei Eggenburg, Niederösterreich.

Bei der im Sommer 1910 und 1912 durchgeführten Detailuntersuchung der Miocänbildungen des Eggenburger Beckens im weiteren Sinne konnte ich unter der für meine Zwecke so überaus wertvollen Führung Johann Krahuletz' eine ganze Reihe von Punkten besuchen, die bisher in der Literatur noch keine oder nur kurze Erwähnung gefunden haben. Der stratigraphische Teil meiner Monographie über das Eggenburger Miocän wird diese alle ausführlich behandeln. An dieser Stelle will ich nur über eine Fundstelle berichten, die von ganz besonderer Bedeutung für die Fauna geworden ist, da sich an ihr eine Vergesellschaftung gefunden hat, wie sie mir bisher noch aus keinem Gebiete tertiärer Ablagerungen bekannt geworden ist. Es sind dies die Patellensande von Roggendorf.

Dieser kleine Ort liegt etwa 5 *km* nordöstlich von Eggenburg an der Westseite jenes Granitrückens, der die Ostgrenze des Beckens gegen die Ebene der Schmida bildet, mit Unterbrechungen vom Feldberge bei Groß-Reipersdorf bis zum Kogelberge bei Stoitzendorf hinzieht und in den Kuppen von Grafenberg und Straning seine Fortsetzung findet. Dieser nur bis 370 *m*

ansteigende wellige Rücken tritt aber im Relief stark hervor, da er aus dem von Löß bedeckten Plateau aufragt, das von wenigen tiefer eingeschnittenen Talrinnen unterbrochen wird.

Am Nordabhange des Zuges liegen an der von Sigmundsherberg nach Zellerndorf führenden Bahnlinie ausgedehnte Decken von Kalksandstein vom Typus der Eggenburger Schichten und Nulliporenkalke wie bei Zogelsdorf mit den bekannten Fossilien, unter denen aragonitschalige Bivalven vorherrschen. Der Westflanke fehlen solche Bildungen ganz.

Wir wenden uns von Roggendorf in dem engen, von steilen Wänden eingeschlossenen Tale, in dem der Weidenbach (Maigenerbach) den Granitzug durchbricht, zuerst gegen Norden und dann nach Osten und steigen den Südabhang des Feldberges hinan. Das Tal entspricht, wie aus der Lagerung der Miocänbildungen hervorgeht, einer schon vormiocän vorgezeichneten Furche. Diese Ablagerungen ziehen sich nämlich von dem Dorfe in nördlicher Richtung an beiden Talseiten bloßgelegt dahin und greifen an der Südflanke des Feldberges bis halbwegs gegen Röschitz. Sie bilden auch das Plateau, das sich westwärts gegen Jetzelsdorf ausdehnt, während sie an der rechten Talseite, am Abhange des Königsberges, der eine reiche prähistorische Siedelung trägt, nur mehr an drei Stellen in Schollen erhalten sind, deren eine die Decke der zwischen dem Granit und den Tertiärbildungen liegenden als »Fuchslucken« bezeichneten Höhle bildet. Diese hat eine reiche Fauna von diluvialen Höhlenraubtieren und deren Beutetieren geliefert.

Das Miocän liegt hier als mächtige Bänke von festem Kalksandstein und Kalkstein aus organogenem Grus gebildet, die den Typus der sogenannten Eggenburger Schichten zeigen. Diese Bildungen ruhen stellenweise unmittelbar auf dem Grundgebirge, an anderen Punkten aber auf Sanden, die eine ganz eigene Beschaffenheit besitzen, wie wir sie sonst nirgends in der Gegend beobachten können. Am nördlichen und westlichen Abhange der gegen das Tal vorgeschobenen äußersten Kuppe des Zuges von Granit liegen mehrere kleine künstliche Aufschlüsse, in denen unter der bis 2 *m* starken Decke von festem, groben Sandstein mit *Pecten Hornensis, P. pseudo-Beudanti* und vielen schlechterhaltenen, fest zusammengebackenen Stein-

kernen von Dimyariern und Gastropoden feine, resche, hellgraue oder gelbliche Quarzsande zutage treten. Diese werden als sehr geschätzter Bausand abgebaut, wobei der Ersparnis wegen die Decke der Sandsteinbänke erhalten bleibt, die eine fortwährende Gefahr für die Arbeiter bildet und schließlich einbricht. Die Sande sind bis in eine Tiefe von etwa 4 *m* aufgeschlossen. Sie sind nicht oder nur undeutlich geschichtet. Fossilien sind darin selten. An mehreren weiter östlich gelegenen Stellen hat man Bruchstücke abgerollter kleiner Ostreen, eine große *Macrochlamys Holgeri* var. *inaequicostata* von ungewöhnlicher Form und Reste von *Brachyodus* gefunden. In den westlichen Aufschlüssen treten aber nur unbestimmbare abgerollte Austern ziemlich selten und überaus zahlreiche Vertreter des Genus *Patella* auf, die eine ganz einzigartige Fauna bilden. Durch die Aufsammlung Johann Krahuletz' sind hunderte von Exemplaren daraus bekannt geworden, die eine große Mannigfaltigkeit in Größe und Skulptur besitzen. Es ist auffällig, daß bisher aus dem Neogen nur kleine Formen mit wenig kräftiger Skulptur beschrieben worden sind, während der vorliegenden Fauna vorherrschend sehr stark gerippte, dickschalige Individuen angehören. Dadurch nähert sie sich sehr rezenten Vorkommen, wie sie an manchen Küsten beobachtet worden sind. So hat A. Penther bei Port Alfred (Kowie), bei Port Elisabeth, Kap-Kolonie, eine große Zahl durchwegs plumper, stark gerippter Patellen gesammelt, die dort an den steilen Uferwänden oder auf den Blöcken im Bereiche der Brandung festgesaugt sitzen.

Die Erhaltung der Schalen ist großenteils vortrefflich und bisweilen von der subfossiler nicht zu unterscheiden. Die Wirbel sind stets abgerieben, was auch bei den lebenden der Fall ist. Die Färbung ist meist grau oder gelblich, zuweilen sind noch konzentrische Bänder in brauner Farbe zu erkennen. Die Innenseite ist fast stets verkrustet oder mit verhärtetem Sand erfüllt und es ist nicht ratsam diesen zu entfernen, da damit meist die sehr zerbrechlichen Wirbel zerstört werden. Die Muskeleindrücke sind daher in den seltensten Fällen zu beobachten. An dem Vorderrande der Schale macht sich fast durchwegs eine Abscheuerung bemerkbar, die auch schon zu Lebzeiten des

Tieres durch die Brandung verursacht wird, die die an den Felswänden sitzenden Gehäuse fortwährend überspült.

Das von Osten gegen den Rand des alten böhmischen Festlandes vordringende Meer muß seinen Spiegel in einer Höhe gehabt haben, die der Lage dieser Bildungen entspricht, da diese Formen von Patellen stets auf festem Fels im Bereiche der Brandung, also teilweise außerhalb des Wassers sitzen. Man kann sich keinen genaueren Pegel für den Wasserstand eines Meeres der Vorzeit denken als diese Tiere, die am Fuße des Steilufers in geringer Tiefe in dem Sedimente begraben worden sind.

Das Sediment ist der reine Quarzsand, der aus der Zerstörung des Granites hervorgegangen und von den Wogen abgerollt worden ist. Für jede andere Tiergruppe sind hier die Existenzbedingungen überaus ungünstig gewesen und so hat sich jene Auslese ergeben, die diese eine Gattung allein zu Bewohnern dieses Punktes machte. Als dann das Meer anstieg, wurde dieses Niveau so hoch vom Wasser bedeckt, daß es der Standort der sogenannten Eggenburger Fauna mit ihren Bryozoen, Austern und *Pecten*-Arten werden konnte, für die Fuchs (1900, Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gauderndorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens (Diese Ber. CIX. Bd.) eine Ablagerungstiefe von über zehn Faden im oberen Teile der Corallinenzone annimmt. Sie sind nur in geringer Mächtigkeit erhalten und stellen einen kleinen Abtragungsrest vor.

Da mich die Literatur der fossilen Formen bei der Bestimmung der Patellenfauna ganz im Stiche gelassen hat, mußte ich mich an das Studium der rezenten halten und benützte dazu hauptsächlich Tryon, Manual of Conchology (Continued by Henry A. Pilsbry, vol. XIII, Philadelphia 1891) und die reiche Sammlung der zoologischen Abteilung des Hofmuseums, besonders Monterosato's Sammlung von Mittelmeerkonchylien.

Bei der gegenwärtigen starken Zersplitterung der Arten hielt ich es für zweckmäßig, auch eine eingehende Unterscheidung der fossilen Formen vorzunehmen, wenngleich die große Veränderlichkeit dieses Genus nicht aus dem Auge

gelassen werden durfte. Es lag mir daran, womöglich einen Formenkreis unter einen Namen zu bringen und den Abarten einen großen Spielraum zu gewähren.

Nur zwei beschriebene Arten konnte ich mit Sicherheit wiedererkennen, deren eine die rezente *Patella ferruginea* aus dem Indischen Ozean ist. Die zweite ist die aus dem italienischen Neogen stammende *Patella anceps*. *Patella Borni* von ebendaher ist zweifelhaft. Von *P. ferruginea* konnte ich noch eine Abart unterscheiden. Der rezenten *P. caerulea* aus dem Mittelmeere stehen die neue *P. miocaerulea* und eine Abart dieser nahe. Weiter wurden sechs Arten und drei Abarten neu aufgestellt.

Es ist merkwürdig, daß gerade nur an dieser Lokalität und nur an dieser engbegrenzten Stelle die reiche Patellenfauna auftritt, denn in geringer Entfernung davon trifft man in den weiter östlich gelegenen Sandgruben wohl die gleichen reschen Quarzsande aber keine Patellen. Dadurch gewinnt das Vorkommen noch bedeutend an Eigenart, die es zu einem der merkwürdigsten nicht nur des Eggenburger Beckens, sondern aller Tertiärbildungen überhaupt macht.

IV. Die Denudation im Eggenburger Miocänbecken.

Es liegt noch immer ein ungelichtetes Dunkel über einigen der wichtigsten Fragen der jüngeren geologischen Geschichte des Wiener Beckens. Zu ihnen gehört die Abgrenzung seines außeralpinen Teiles gegen Osten und Südosten und die des Meeres zur Zeit der jüngeren Mediterranstufe nördlich von der Donau gegen Westen. Von selbst ergibt sich daraus die Frage, warum die Ablagerungen dieser Stufe sowie die der pontischen Zeit, die doch im inneralpinen Becken bis in eine Höhe von etwa 450 *m* und darüber gereicht haben, in dem Teile des Ostrandes der böhmischen Masse fehlen, wo heute die Bildungen der älteren Mediterranstufe liegen.

Es gibt zwei Möglichkeiten dies zu erklären. Entweder haben diese Ablagerungen das in Frage stehende Gebiet nicht erreicht oder sie sind später entfernt worden. Dies zu entscheiden, ist heute nicht möglich, wenngleich die große Wahr-

scheinlichkeit für die erstere Annahme spricht, da sich sonst doch irgendwo ein Rest davon erhalten hätte. Wir werden daher von der Ansicht ausgehen, daß hier seit dem Mittelmiocän keine Meeres- oder Seebedeckung mehr geherrscht hat. Dies steht auch völlig im Einklange mit dem Bilde, das wir uns von dieser Gegend in jener Zeit machen müssen. Das Wattenmeer der ersten Mediterranstufe hat den Rand des alten böhmischen Festlandes mit einer mächtigen Sedimentdecke verhüllt. Bis über 400 *m* liegen heute deren Reste an so vielen Punkten und sie hat einst zusammenhängend viel höher gereicht. Wie wir später sehen werden, müssen wir mit einer Sedimentbedeckung bis mindestens 500 *m* über dem heutigen Meeresspiegel rechnen. Damit haben wir aber schon eine Höhe erreicht, die vermutlich über dem Höchststande der Wasserbedeckung in späterer Zeit gelegen war. Dieser junge, flache Festlandssaum hat also die Westgrenze des Meeres im jüngeren Miocän gebildet und ist seit dieser Zeit der Abtragung unterworfen gewesen. Die großenteils lockeren Gesteine sind leicht entfernt worden und nur vereinzelte Schollen der festeren, kalkreichen Sedimente, besonders der sogenannten Eggenburger Schichten, sind erhalten geblieben.

Wenn man heute diese Bildungen verfolgt, die an den Punkten, wo sie bis auf das Grundgebirge aufgeschlossen sind, eine meist wenige Meter betragende Mächtigkeit zeigen und überall erkennen lassen, daß es nur an geschützten Stellen, besonders in Mulden des Grundgebirges erhaltene Abtragungsreste sind, so sieht man sich nach der Kraft um, die diese Denudation bewirkt hat.

Schon östlich von Gauderndorf lassen sich auf den flachen Hügelrücken grobe Quarzsande und feine Schotter erkennen, die auf der Höhe, die sich vom Himmelreichwirtshause gegen Klein-Meiseldorf erstreckt, stärker auftreten. Von diesem Orte zieht sich ein Streifen von Schottern und Sanden an Breite zunehmend nach Rodingersdorf und weiter bis gegen Doberndorf. Auch nördlich von Sigmundsherberg und bei Brugg und Kainraith liegen sie auf den Hochplateaus und lassen sich noch weiter gegen Norden verfolgen. Hier sind sie wie auch im Westen gröber. Wie weit sie sich gegen Osten und Südosten

an die Schmida erstrecken, ist unsicher, da es noch nicht versucht worden ist, die dort auftretenden mächtigen Schottermassen mit ihnen in Zusammenhang zu bringen.

An vielen Punkten aufgeschlossen, lassen sie ihre Beschaffenheit sehr gut erkennen. Sie sind undeutlich oder ungeschichtet. Regellos liegen die Gerölle durcheinander. Vielfach sind Sandlassen darin eingeschaltet oder das feinere Korn nimmt so überhand, daß es mächtige Sandablagerungen werden. Der Schotter besteht aus abgerundeten Stücken von milchweißem oder rötlichen Quarz und anderem Urgestein. Die Größe der Geschiebe ist verschieden, erreicht Faustgröße, selten darüber. Durch Wechsel in der Größe ist oft eine Schichtung angedeutet oder sie macht sich in der Bänderung bemerkbar. Die Farbe ist meist grau oder gelblich, bisweilen aber lebhaft rostrot. Oft verbindet ein sandigtoniges, ziegelfarbenes Bindemittel die Gerölle zu einem mürben Konglomerat. Auch Einschaltungen von grauem oder gelblichen Tegel in die Schotter und Sande kommen vor. Die Mächtigkeit dieser Bildungen ist nirgends sehr bedeutend. Vier bis fünf Meter tief sind die größten Aufschlüsse bei Rodingersdorf und Kainraith. Meist konnte ich beobachten, daß die Gerölle nur verstreut auf dem Untergrunde liegen, ohne ein zusammenhängendes Schichtglied zu bilden.

Infolge der leichten Zerstörbarkeit dieser lockeren Ablagerungen entstehen dort, wo sie als Schichtglied auftreten, zahlreiche Einrisse durch die atmosphärischen Wässer, ein System kleiner Schluchten, wie man sie zum Beispiel bei der Station Klein-Meiseldorf sehr schön beobachten kann.

Die Natur der Schotter läßt es als unzweifelhaft erscheinen, daß wir sie als fluviatil ansehen müssen. Sie sind bisher stets mit den marinen Sanden zusammengezogen worden, die oft ein gröberes Korn besitzen. Fossilreste sind in ihnen noch nicht gefunden worden. Sie liegen bei Kainraith an der Trasse der Franz Josephs-Bahn auf einem lichtgrauen Tegel und Sand mit *Ostrea crassissima* und werden von Löß überlagert. Bei Rodingersdorf liegen sie diskordant auf feinem, buntgebänderten, zum Teil mergeligen Sand.

Der höchste Punkt, an dem ich sie angetroffen habe, ist etwa 450 *m* hoch und es zeigt sich deutlich, daß sie gegen

Westen ansteigen, also von Westen von der böhmischen Masse herabgekommen sind.

Werfen wir einen Blick auf die geologische Übersichtskarte, so sehen wir in das aus der tertiären Niederung der Schmida und ihrer Zuflüsse gegen Westen ansteigende, stark abgetragene alte Massiv die Mulde von Horn eingesenkt, die sich in einer Breite von wenigen Kilometern vom Kleinen Taffabache bei St. Marein wie ein weites Tal nach Osten erstreckt, bei Horn rechtwinkelig umbiegt und in südlicher Richtung bis Maiersch und Freischling verläuft. Diese Niederung tritt im Relief deutlich hervor, hebt sich aber in der geologischen Kolorierung noch viel kräftiger dadurch ab, daß sie einen Streifen von miocänen und diluvialen Bildungen darstellt, der in das Urgebirgsmassiv eingebettet ist. Bei Breiteneich, Neukirchen a. d. Wild, am Kleinen Taffabache, bei Neu- und Alt-Pölla und an anderen Punkten finden sich Sande und Schotter, die mit den besprochenen Vorkommen große Ähnlichkeit haben. Es ist dies also ein vormiocänes Talstück, eine bogenförmig gekrümmte Erweiterung eines Flusses, der schon in vormiocäner Zeit bestanden hat.

Die Anlage der Niederung ist wohl durch das Streichen der moravischen Zone nach F. E. Suess bedingt gewesen, die in leicht sigmoidaler Beugung nach Norden zieht, vielleicht durch die leicht zerstörbaren Glimmerschiefer, in die das Tal fast völlig eingesenkt ist, oder es waren höhere Bergrücken im moravischen Streichen, etwa in der Richtung des Eichberges, Gemeindeberges und des Geyersdorfer Waldes, die die Ablenkung des vormiocänen Stromes nach Süden bewirkt haben. Überaus auffällig ist es, daß der Kamp sein gewundenes Tal parallel der Niederung tief in die alte Masse eingeschnitten hat. Auch sein Umschwenken ist im Baue des Massivs begründet, dessen Streichen durch den Verlauf der zahlreichen Amphibolschieferzüge angedeutet ist, die aus der Nordwest-Südostrichtung in die Nordsüdrichtung umbiegen. Der Fluß von Horn und der Kamp folgen dem Streichen des Grundgebirges.

Die Abtragungsflächen am Südende dieser Mulde, das »Hochfeld« zwischen Plank und Freischling in 304 bis 337 *m* und die des »Tetenhengst« zwischen Fernitz und Altenhof in

307 bis 324 *m*, auf denen stellenweise noch Sande und Schotter liegen, zeigen, daß sich dieses Becken nach Süden in der Richtung des Tales des Kamp entwässert hat, das hier von hochgelegenen Flußterrassen begleitet ist. Man sieht noch sehr deutlich alte Talböden den Fuß des Manhartszuges begleiten. Der tiefste Punkt der Mulde liegt bei Maiersch in 262 *m* und hier tritt schon das Urgestein des Untergrundes zutage. Es ist kein Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß die prämiocäne Oberfläche an irgend einem Punkte des Beckens tiefer liegt. Solang der Fluß von Horn also nach Süden floß, konnte er die vormiocäne Mulde nicht schaffen, da diese bis 42 *m* tiefer liegt als sein damaliges Niveau. Von hier aus erfolgt heute die Entwässerung durch den tiefeingeschnittenen Graben des Doppelbaches, der nach zirka $1^1/_2$ *km* langem Laufe unterhalb Gars in 231 *m* in den Kamp mündet. Dieses Tal ist also prämiocän. Der Horner Fluß und der Kamp[1] haben zuerst getrennt ihren Lauf nach Süden genommen. Später ist jener diesem durch den Doppelbachgraben zugeflossen. Der Teichwiesenbach und die Taffa scheinen ihn dann weiter flußaufwärts durch Rückeinschneiden abgezapft zu haben. Daß dies die Reihenfolge der Ablenkung war, geht aus dem gleichsinnigen Gefälle des vormiocänen Talbodens und der Größe der Erosion im südlichen Teile der Senke hervor.

Dieses Becken ist bei dem Vordringen des Meeres im unteren Miocän von Sedimenten erfüllt worden. Darüber ist in miocäner und späterer Zeit der Strom hinweggeflossen, der sich über den Ostrand der Mulde in die Gegend von Eggenburg ergossen hat und dessen Schotter wir weithin verfolgen können.

Für die Beurteilung der Höhenlage der einstigen Landoberfläche ist es von grundlegender Bedeutung, in welcher Höhe über dem Meere fluviatile Schotter heute angetroffen werden. Nun liegen auf deutlichen weiten Terrassen auf der Nordseite der höchsten Kuppe des Manhartsberges in der Nähe der Schlagerhütten in mehr als 500 *m* Höhe bis 1 *m* starke Lagen von Schotter, der aus kleinen, wohlabgerundeten, vor-

[1] Als »Kamp« kommt hier ausdrücklich nur der Teil des Flußlaufes unterhalb der Einmündung des Taffabaches in Betracht.

herrschend weißen Quarzgeröllen besteht. Diese stammen nicht aus der Nähe. Ihre Größe und Gestalt deutet auf einen weiten Transport und sie können nur von Westen, von jenseits der Horner Bucht gekommen sein. Diese kann daher damals noch nicht bestanden haben. Die Schotter müssen also entweder aus der Zeit stammen, bevor diese Erosionsfurche ausgewaschen war, also spätestens aus dem Oligocän oder sie sind nach der Ausfüllung der Mulde durch die Sedimente des unteren Miocäns abgelagert worden. Die erste Möglichkeit ist nicht wahrscheinlich. Dagegen spricht die lose Struktur der Schotter und auch die Unwahrscheinlichkeit, daß sie auf einem so exponierten Punkte erhalten geblieben wären, während so gewaltige Erosionserscheinungen vor sich gegangen sind, für die ein überaus langer Zeitraum angenommen werden muß. Sie werden daher wohl jenem Flußsysteme zuzuschreiben sein, unter dessen Einfluß die Abtragung dieser jungen Sedimentdecke sich vollzogen hat. Dies erfordert also eine Ausfüllung der Mulde von Horn und eine Überdeckung des ganzen Eggenburger Beckens bis in eine Höhe von mehr als 500 *m*, so daß wohl nur die höchste Kuppe des Manhartsberges aus dem Sedimentmantel herausgesehen haben kann, wenn er nicht ganz darunter begraben war. Die in den Granit dieses Zuges eingeschnittenen hohen Terrassen gehören wohl jenen Hochständen an und lassen einen intermittierenden Rückzug des Meeres erkennen.

Der quer über die ausgefüllte Senke nach Osten fließende Strom hat seine Schotter weit nach Osten bis in die Mistelbacher Gegend ausgebreitet, er hat die Sedimente des unteren Miocäns abgetragen und vielfach Fossilien in jüngere Bildungen eingeschwemmt, wie dies schon seit lange bekannt ist. Dem Studium dieser Gegenden muß es vorbehalten bleiben, die Bedeutung dieser hydrographischen Verhältnisse für die Ablagerungen des jüngeren Tertiärs zu klären.

Nachdem die östlichen Randberge der Mulde von Horn aus den Sedimenten herausgegraben waren, hat der Fluß den leichter zerstörbaren Bildungen folgend seinen Lauf wie sein Vorfahr nach Süden gelenkt und ist wie dieser bei der weiteren Ausräumung des Beckens schließlich durch die erwähnten Seitenbäche dem Kamp tributär geworden. Dieser hat ebenfalls sein altes Bett

wieder ausgeräumt, er hat die geringen Reste des einstigen Stromes von Horn, den Taffabach und die übrigen kleinen Wasserläufe, die die Niederung heute entwässern, in sich aufgenommen und diese arbeiten daran, die losen Sedimente des Miocäns aus ihr herauszuräumen. Eine Wasserscheide trennt diese Bucht von Horn vom Eggenburger Becken im engeren Sinne. Sie hat sich, von Meeresfluten überdeckt, schon dadurch kenntlich gemacht, daß westlich von ihr eine teilweise verschiedene Ausbildung der tiefsten Miocänbildungen herrscht. Dann ist sie im Wattenmeere begraben gewesen und tritt heute wieder schroff im Relief hervor.

Überaus abwechslungsreich ist also die Geschichte dieser landschaftlich so einförmigen Senke von Horn: Vormiocäne Flußerosion der alten Rumpffläche durch den Horner Strom, der zuerst nach Süden geflossen ist, später aber in der Gegend von Gars in den Kamp mündete, Ausfüllung des Reliefs durch das ansteigende Meer zur Zeit des Untermiocäns, ein Stromsystem, das von Westen her über das junge Schwemmland nach Osten zum Meere des jüngeren Miocäns und später vielleicht noch nach dem Binnensee der sarmatischen und pontischen Zeit seinen Weg nahm und die leichtzerstörbaren Bildungen abtrug, Ablenkung dieses Flußlaufes in die Richtung des prämiocänen Tales und dessen beginnende Ausräumung und nochmalige Angliederung an den Kamp und fortschreitende Abtragung der Beckenausfüllungsmassen durch dessen heutige Nebenbäche. So verschiedene Vorgänge haben im Laufe eines verhältnismäßig kurzen geologischen Zeitraumes zusammenwirken müssen, um dieses anscheinend so einförmige Relief herzustellen, das dem flüchtigen Beschauer seine abwechslungsreiche Vergangenheit nicht enthüllt.

V. »Schlier« von Limberg (Niederösterreich).

Der Rand der Urgebirgsmasse gegen das alpin-karpathische Vorland zwischen Krems und Eggenburg ist durch die prämiocäne Erosion tief zerschnitten und fällt ziemlich unvermittelt zur Niederung ab. Wo er an das weite Tal der Schmida herantritt, ist er von Lößmassen großenteils bedeckt und die

Trasse der Kaiser Franz Josephs-Bahn, die hier zur Hochfläche des Viertels ober dem Manhartsberge hinansteigt, liegt in Löß und jungen Schottern. Bei der Station Limberg—Maissau erreicht sie den Rand des Grundgebirges. In der Tiefe der Täler, z. B. des Ravelsbaches, bildet miocäner Tegel den Untergrund; sie werden auf hohen Dämmen überquert, die schon immer unter Rutschungen infolge des nachgiebigen Untergrundes zu leiden hatten und kostspielige Erhaltungsarbeiten erforderten.

Weitaus bedeutender war aber die Rutschung in Kilometer 71/72 oberhalb der Station Limberg—Maissau [1]. Der Damm liegt auf einer mäßig nach Süden geneigten Lehne (Böschung etwa 1 : 6), ist 300 *m* lang und bis 7 *m* hoch. Im regenreichen Sommer 1910 zeigten sich die ersten Rutschungserscheinungen des Dammes, die ein wulstförmiges Aufpressen des Bodens in den talseitig gelegenen Weingärten und Äckern im Gefolge hatten. Die Bewegung erstreckte sich auf eine Fläche von 150 *m* Länge und 50 *m* Breite. Die Risse lagen parallel der Bahntrasse im Damme selbst und senkrecht dazu an den seitlichen Rändern. Da alle Mittel die Bewegung zum Stillstande zu bringen versagten, wurde ein Probeschacht gegraben und gleichzeitig wurden 23 Bohrlöcher niedergetrieben. Der Schacht erreichte den Granit des Untergrundes in 19 *m*, das tiefste Bohrloch erst in 38 *m*. Man traf fetten Tegel bis in eine Tiefe von 10 bis 15 *m*, darunter folgte fester, dunkelgrauer Tegel, dessen Mächtigkeit gegen Osten zunimmt, und zu unterst eine dünne Schicht groben Schotters, Kalksandsteins und Sandes, unter denen der Granit anstand. Dessen Oberfläche fällt steil zutal gegen Süden und Osten ab. Es war klar, daß man sich gerade am Steilrande des Granitmassivs befand. Im Schachte erkannte man in zirka 6 *m* Tiefe eine schwach geneigte Gleitfläche, bis zu der das Terrain in Bewegung war. Darunter war es in Ruhe. Infolge dieses Gleitens wurde der Schacht in seinem oberen Teil ganz verschoben und zerrissen. Aus diesen Angaben wurde die in Bewegung befindliche Masse auf rund 80.000 m^3

---

[1]) Ich entnehme die technischen Angaben der Arbeit: Die Rutschungen in dem Abschnitte Ziersdorf—Eggenburg der Kaiser Franz-Josephs-Bahn (Hauptstrecke) von Dr. Hans Raschka (Zeitschr. öst. Ing. u. Arch. Ver. 1912, Nr. 36).

berechnet, die größte, die je bei einer Dammrutschung beobachtet worden ist, wobei es sich hier freilich nicht nur um eine Rutschung des Dammes, sondern auch des Untergrundes, also um einen Bergschlipf handelte.

Schon seit Anlage der Trasse waren hier Rutschungen vorgekommen, aber durch die 1903 erfolgte Verbreiterung des Dammes zur Legung des zweiten Geleises war das auflastende Gewicht beträchtlich vermehrt worden. Nun war das Jahr 1910 das erste besonders regenreiche seit dieser Zeit und es ist klar, daß die Durchtränkung des Untergrundes die Tragfähigkeit der Tone und Sande verringert haben muß. Es zeigte sich auch, daß 3 bis 4 Tage nach stärkeren Regen die Rutschung kräftiger auftrat. Es glitten die durchfeuchteten Massen also auf den tiefer liegenden ab.

Um diese Störungen endgültig unschädlich zu machen, wurde die Trasse talwärts auf eine Brücke verlegt, deren 11 Pfeiler und zwei Widerlager (bis Pfeiler 8) auf den festen Granit und weiter auf den Tegel fundiert wurden. Dadurch wurden große Aufschlüsse geschaffen, die es gestatteten, die geologischen Verhältnisse dieses Punktes genau kennen zu lernen. Ich war zur Zeit des Baues einigemale an Ort und Stelle und bin Herrn Inspektor Franz Hölzl in Eggenburg für die freundliche Überlassung der Bohrprofile und Bohrproben und Herrn Ing. Dr. Hans Raschka für die mir zur Verfügung gestellten Pläne und Skizzen zu Dank verpflichtet.

Die fast durchwegs beiderseitig der Trasse durchgeführten Bohrungen haben folgendes Profil gezeigt. Die Oberfläche des Bahnkörpers steigt auf 259 *m* Erstreckung von 304·5 bis 307·1 *m* nach Osten an. Der Granit fällt auf dieser Strecke von 288 *m* bis 271 *m*. Auf ihm liegt gegen Westen auskeilend und gegen Osten bis 2 *m* anschwellend grober, gelblicher, mergeliger Sand und Kalksandstein mit Konchylientrümmern, unter denen *Macrochlamys Holgeri* Gein. und andere Pecten sowie Austern in unbestimmbaren Resten auftreten. Die Oberfläche dieses Schichtgliedes ist erodiert und es stellt nur einen geringen Abtragungsrest der einst viel mächtigeren Bildungen der ersten Mediterranstufe vor. Darüber liegt an manchen Stellen eine

bis $^1/_2$ *m* starke Schicht groben Schotters von wohlabgerundeten Urgesteinsgeröllen bis zwei Faust Größe erreichend.

Sodann folgt ein dunkelgrauer, sehr fester, ungeschichteter, feinsandiger Tegel, der in feuchtem Zustande schmiert. Der Schlemmrückstand liefert sehr feinen Quarzsand, Gipskryställchen und -schüppchen und zahlreiche kleine, sehr gut erhaltene Foraminiferen. Diese Schicht erreicht bis 10 *m* Stärke im Osten und keilt gegen Westen aus. Ihre Oberfläche liegt ziemlich horizontal. In ihr kommen Lagen vor, die ganze Skelette und Schuppen von Meletta enthalten.

Mit scharfer Grenze folgt darüber in einer Mächtigkeit von 12 *m*, die nur im Osten bis 15 *m* zunimmt, ein überaus feingeschlemmter, fetter, ungeschichteter Tegel, dessen Farbe gelb, grünlich, bräunlich, grau oder blau ist. Er ist trocken fest, in feuchtem Zustande aber fließt er breiartig. Seine tieferen Lagen sind ungestört, aber die Hangendpartien sind durch Quetschung verruschelt und geblättert, so daß sich kein größeres Handstück hält, sondern in kleine, eckige Bröckchen zerfällt. In ihm kommt Gips in kleinen Kryställchen, Körnern oder in ganzen Lagen vor, deren Oberfläche durch Eisenoxyd lebhaft rot gefärbt ist. Der Schlemmrückstand enthält nur kleine Gipsblättchen und -körner. In der oberen Hälfte dieses Tegels liegt die erwähnte Gleitfläche, auf der die Rutschung vor sich geht. Zirka 60 *m* westlich vom ersten Bohrloch tritt schon der Granit zutage.

Die oberflächliche Bodendecke wird von wenig Löß und Humus gebildet.

Daß die Konchylien führenden Liegendschichten der ersten Mediterranstufe angehören, ist nicht zu bezweifeln. Die darüber liegende Schotterschicht deutet auf eine Zeit der Erosion, die die älteren marinen Bildungen größtenteils entfernt hat. Der Tegel mit Meletta und der Gips führende Tegel gehören nach anderwärts gemachten Erfahrungen dem Horizonte des »Schliers« an.

Die vor dem Schlier erfolgte Erosion setzt ein Sinken des Meeresspiegels bis unter 262 *m* voraus, in welcher Tiefe sie in einem etwas abseits gelegenen Bohrloche nachgewiesen worden ist.

Das Auftreten des Schliers am Rande des alten böhmischen Massivs ist schon in ähnlicher Lagerung über Bildungen der ersten Mediterranstufe bei Grübern (Cžjžek, E. Sueß, F. E. Sueß)[1] beobachtet worden. Neu ist das Auftreten von weißen, leichtzerreiblichen, dünnblätterigen Diatomeenschiefern und durch Kieselsäure verhärteten Schiefertonen (fälschlich Menilitschiefer genannt) bei Ober-Dürnbach, halbwegs zwischen Limberg und Maissau. Auch bei der Anlage des Brunnens der Bahnhofrestauration in Limberg hat man diese Schiefer nach einer Mitteilung Herrn Johann Krahuletz' angetroffen und man sieht sie heute noch in dem Wasserabzugsgraben am Wege, der von der Station zum Orte hinabführt, angeschnitten.

Es gewinnt dadurch den Anschein, daß der Schlier in weiterer Verbreitung den Saum der alten Urgebirgsmasse begleitet und wohl den Untergrund der nächsten vorgelagerten Niederung bildet.

VI. Grunderschichten und Tegel von Gaindorf bei Ravelsbach.

Durch Herrn Lehrer Rudolf Saipt, Wien XXI, erhielt ich Kenntnis von einer Konchylienfauna, die aus einer Sandgrube bei Gaindorf südlich von Maissau stammte und sogleich eine große Abweichung von der der übrigen Lokalitäten der Gegend und des ganzen Eggenburger Miocänbeckens im weiteren Sinne zeigte. Sie besaß einen auffällig jüngeren Habitus.

Herr Lehrer Saipt war so liebenswürdig mich und Herrn Primarius Dr. Max Zarfl, der mich bei meinen Studien in diesem Gebiete vielfach unterstützte, an den Fundort zu führen und mir die von ihm im Laufe des letzten Jahres gesammelten Fossilien zur Bestimmung zu überlassen.

Schon die »geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge« von Joh. Cžjžek 1853 zeigt südlich von Gaindorf tertiären Tegel an. Sonst ist meines Wissens diese Lokalität noch nicht in der Literatur erwähnt worden.

---

[1] 11, 9, 12 der in der folgenden Arbeit gegebenen Literaturliste.

Gaindorf liegt am Ravelsbache etwa eine halbe Stunde Weges von der Station Ravelsbach der Kaiser Franz Josephsbahn entfernt. Die südliche Talseite wird östlich vom Orte von niederen Hügeln gebildet, in deren Fuß Weinkeller angelegt sind. Hier befindet sich die Sandgrube, deren Wände im unteren Teile verstürzt sind.

In den tieferen Lagen sieht man Sande anstehen und die senkrechten Wände in der Höhe werden von festem Tegel gebildet. Die Sande sind fein, gelblich oder hellgrau, glimmerig, die Beschaffenheit und die Farbe wechselt nach Schichten, sie sind meist sehr fein geschichtet, schließen Lagen von Geröllen von Quarz und Urgestein und in manchen Bänken kugelige Knollen bis 30 *cm* Durchmesser ein. Diese Knollen erscheinen auf den ersten Blick sehr fest und aus grobem Sandstein zu bestehen. Aber beim Zerschlagen sieht man, daß sie aus bräunlichem oder grauen plastischen Tegel gebildet sind, dessen verfärbte, von Sand bedeckte Rinde sich schalenförmig ablöst. Dieser Tegel ist der gleiche, der die höheren Partien der Wände bildet. Nahe der Sohle der Grube ist eine zirka $^1/_2$ *m* starke Bank von solchem fetten, gelblichbraunen Tegel eingeschaltet.

Die Fossilreste treten verstreut in Lagen auf. Es sind kreidig ausgelaugte Korallen, Gastropoden und Dimyarier, die oft so zart sind, daß es unmöglich ist sie zu gewinnen. Nur mit größter Sorgfalt ist es Herrn Saipt gelungen, eine größere Zahl davon zu sammeln, indem er sie im Sediment durch Tränken mit Wasserglas verfestigte. Außerdem kommen gut-erhaltene Schalen kleiner Pectines, Austern und Anomien vor und abgerollte Trümmer großer Exemplare von *Ostrea crassissima*. Da es ganz sicher ist, daß die zartschaligen Fossilormen nicht umgeschwemmt sein können, ist das Auftreten der abgerollten Austern umso auffälliger.

Von Fossilien konnte ich aus diesen Sanden bestimmen:
Galeocerdo (Zahn),
Oxyrhina (Zahn),
Balanus concavus Bronn.,
Helix Lartetii Boissy,
Turritella aff. turris Bast.,
Calyptraea Chinensis Lin.,

Spondylus sp.,
Pecten Hornensis Dep. et Rom., sehr klein,
Pecten Besseri Andrz. var., kleine Exemplare, die Unterklappe etwas gewölbter, die Rippen abgerundet, ähnlich den Stücken der Grunderschichten,
Macrochlamys aff. Tournali Serr., kleines Exemplar,
Chlamys gloriamaris Dub. var., verschieden von der der I. Mediterranstufe, h h.,
Aequipecten scabrellus Lam. var. *Bollenensis* May.,
Aequipecten sp. nov., nur 15 *mm* große, ungleichseitige Form mit zirka 18 ungeteilten Rippen und sehr feiner Gitterung über die ganze Oberfläche,
Anomia ephippium L. h h,
» » » var. *Hoernesi* For.,
» » » var. *aspera* Phil. h,
» » » var. *costata* Brocc. h,
» » » var. *rugulosostriata* Brocc. h,
Ostrea edulis L., verkümmert,
Cubitostrea frondosa De Serr. u. var. div. h h h, meist in sehr kleinen Exemplaren,
Heliastraea h,
Serpulidenröhren.

Schon nach der Erhaltungsweise der Stücke erinnert diese Fauna stark an die von den sogenannten Grunder Lokalitäten, wie Immendorf, Guntersdorf und Windpassing stammende und auch die Zusammensetzung spricht für deren enge Beziehungen. *Helix Lartetii*, die kleinen Pectines, wie *P. Besseri, Chl. gloriamaris* und *Aequipecten,* die zahlreichen kleinen Austern und die Anomien und Stockkorallen sind charakteristisch für die genannten Fundstätten, an denen auch *Ostrea crassissima* in abgerollten Trümmern auftritt. Auffällig ist die Fossilarmut der Sande, die aber wohl nur scheinbar ist. Die überaus ungünstige Erhaltung läßt vermuten, daß die Fossilreste großenteils durch Zertrümmerung oder Auflösung zerstört worden sind, wofür der organogene Grus spricht. Zu betonen ist aber der schroffe Gegensatz der Fauna zu jener der ersten Mediterranstufe dieser Gegend.

Die Tegel, die an der Wand anstehen, sind grau oder schmutzig gelb, sehr fein geschlemmt, ungeschichtet, in feuchtem Zustande plastisch, trocken sehr hart und enthalten nur Ton und feine Glimmerschüppchen. Einige Lagen sind feinsandig und gelblich verfärbt. 4 bis 5 *m* hoch erhebt sich ihre Wand, die von Rissen vielfach durchsetzt ist. In ihnen treten häufig *Pecten denudatus* Rss. in der typischen Größe und auch in kleinen Exemplaren auf, weiters Abdrücke von kleinen Echiniden, vermutlich einer *Brissopsis,* kleine verdrückte Bivalven wie *Nucula, Leda, Lucina,* viele kleine Foraminiferen und wenige Pflanzenreste.

Die Ähnlichkeit dieses Sedimentes mit den Bildungen der sogenannten Schlierfazies ist auffällig. Doch ist sofort ersichtlich, daß es sich um eine ganz andere Ablagerung handelt, als sie bei Ober-Dürnbach und Limberg angetroffen worden ist, die unmittelbar in das Hangende der ersten Mediterranstufe gestellt werden muß und die ursprünglich als »Schlier« bezeichnet worden ist. Sie gleicht vielmehr den Tegeln mit Schlierfauna, die von Walbersdorf bei Ödenburg und Neudorf an der March bekannt gemacht worden sind.

Die Lagerungsverhältnisse der Sande zu den Tegeln waren infolge der Verstürzung der unteren Hälfte der Wand nicht zu ersehen. Da an so vielen Lokalitäten Tegel von Sanden überlagert werden und infolge des Auftretens von großen, abgerollten Knollen und einer ganzen Bank von Tegel in den tieferen Lagen der Sande wurde die Vermutung wachgerufen, daß die Tegel das Liegende bilden und die Sande diskordant auf dem abgetragenen Relief liegen könnten, das sich gerade hier in einem steilen Anstiege erhebt. Freilich sprach die Beschaffenheit der Sande gegen ihre Ablagerung in einem aus tonigen Sedimenten bestehenden Litoral. Um dies zu entscheiden, wurde die Wand der Grube soweit abgegraben, daß die Schichtgrenze zutage trat und da zeigte es sich, daß der Tegel mit scharfer Grenze diskordant auf den Sanden liegt. Diese Entscheidung ist deshalb von Wert, weil sie uns eine Schichtfolge zeigt, die bisher in der ganzen Literatur über das Wiener Miocänbecken nicht erwähnt wird. Diese Tegel liegen also über den Grunderschichten, die wiederum von den bei Ober-Dürnbach aufge-

fundenen »Schliermergeln« unterlagert werden dürften. Sie sind also auch in ihrer stratigraphischen Stellung mit den Tegeln von Neudorf a. d. M. und Walbersdorf zu vergleichen.

Als R. Hörnes 1884 (1) bei Walbersdorf nächst Mattersdorf in »einem sandigen Tegel, welcher dem Schlier mehr gleicht als dem Badener Tegel« *Pecten denudatus* Rss., einen *Brissopsis* ähnlichen Echinidenabdruck, Bruchstücke von *Anatina* und *Tellina*, Fischschuppen, ein kleines *Dentalium* und *Natica* erbeutete, sprach er schon die Meinung aus, daß die Behauptung, der Schlier gehöre als Tegelfacies der oberen Abteilung der ersten Mediterranstufe an . . . . . keineswegs von allen, als »Schlier« bezeichneten Bildungen gelten könne.« Er empfiehlt schon, den Namen Schlier als Etagenbezeichnung aufzugeben und hält es für wahrscheinlich, daß der oberösterreichische Schlier nicht der ersten, sondern der zweiten Mediterranstufe angehöre.

Fuchs (2), der *Pecten denudatus* von Forchtenau kannte, sprach sich dagegen aus, den Walbersdorfer Tegel als »Schlier« zu bezeichnen und hielt ihn als erster für Badener Tegel mit *Pecten denudatus*. Er zeigte die Überlagerung durch Sande und Schotter des Leithakalkhorizontes und sarmatische Schichten. Er weist weiter darauf hin, daß die Fauna von Forchtenau Ähnlichkeit mit der von Grund besitzt und nimmt nach den Lagerungsverhältnissen an, daß die Sande und Schotter von Forchtenau unter die Tegel von Walbersdorf einfallen. Nach einer mündlichen Mitteilung Herrn Hofrates Fuchs hat er bei einem späteren Besuche bei Mattersdorf, also südlich von Walbersdorf, diese Ansicht auch bestätigt gefunden, indem dort Mergel mit *Pecten denudatus* im Hangenden der Forchtenauer Sande nachgewiesen wurden, die bei dem Nordfallen der Schichten den Tegeln von Walbersdorf entsprechen.

Durch neuere Aufsammlungen hat Toula (3) *Nautilus Aturi*, *Tellina* (vill. *T. ottnangensis* R. Hörn.) und *Brissopsis ottnangensis* R. Hörn aus den Tegeln bekannt gemacht, die entschieden den Typus des »Schliers« vertreten.

Kittl (4) hat aus umfangreichen Erwerbungen und Aufsammlungen von Fossilien wie Fuchs den Schluß gezogen,

daß der Tegel von Walbersdorf die Faunenelemente des Badener Tegels und des Ottnanger Schliers vereine.

Die von mir (5) entdeckte Schlierfauna im Tegel von Neudorf a. d. March (Ujfalu), Ungarn, mit *Brissopsis Ottnangensis, Pecten denudatus, Nucula, Leda, Axinus subangulatus, Solenomya Doderleini, Pholadomya Vaticana Ponzi* var. *Fuchsi* Schff. (auch in Walbersdorf bekannt), *Neaera* und *Corbula* habe ich ohne ihr Alter genau festlegen zu wollen, als ein Bindeglied von Badener Tegel, Sand von Grund und Schlier von Ottnang bezeichnet.

Toula (6) hat diese Fauna vermehrt und hält den »Schlier« von Neudorf a. d. March und Walbersdorf für faziell verschiedene Äquivalente des Badener Tegels.

Unweit Hof am Leithagebirge habe ich (7) einen blätterigen Tegel und Mergel mit *Pecten denudatus* und *P. Auensis* Kittl?, die von detritären Nulliporenkalken überlagert werden, getroffen, die wohl auch ähnliche fazielle Abänderungen des Badener Tegels sind.

Diese Vorkommen von Schlierfazies im inneralpinen Wiener Becken sind also wohl als die bathymetrisch tiefsten Bildungen der zweiten Mediterranstufe anzusehen und ihre Stellung in der Schichtfolge im Hangenden der Grunderschichten festzulegen. Nun haben wir mit einer Deutlichkeit, wie sie dort nirgends beobachtet werden konnte, am Saume der böhmischen Masse die sichtbare Überlagerung von Grunderschichten durch eine Schlierfazies, die wir also wohl mit großer Sicherheit den Vorkommen von Walbersdorf, Neudorf a. d. March und Hof am Leithagebirge gleichstellen können.

Schon F. v. Hauer (8) hat die Unterschiede der Nikolschitzer Menilit- (richtiger Amphisyle-)schiefer und der Melettaschiefer von Grübern hervorgehoben und Sueß (9) hat diese noch schärfer betont, indem er für die letzteren den von Ehrlich (10) gebrauchten Begriff »Schlier« verwendete. Für unsere Gegend kommt nur dieser in Betracht. Bei Limberg, Ober-Dürnbach, Grübern haben wir ihn gefunden und er bildet am Saume der böhmischen Masse wohl großenteils den Untergrund der Niederung. Er gilt infolge seiner an anderen

Punkten festgestellten überaus armen Fauna, seines Gehaltes an Gips und Steinsalz, Jod- und Bitterwässern als eine Bildung einer Regression, eines »ersterbenden Meeres«.

Dies steht im Einklange mit den Beobachtungen, die wir hier am alten Festlande gemacht haben. Nirgends reicht er auf die Höhe des Plateaus, ist aber an den Rändern erhalten. Und zwar liegt er auf Abtragungsresten der ersten Mediterranstufe bei Limberg und bei Grübern (11, 12) mit scharfer Grenze. Es ist also eine Zeit der Abtragung vorausgegangen, bevor er abgelagert wurde. Bei Limberg liegt er in zirka 260 *m*, bei Ober-Dürnbach in zirka 320 *m*, bei Grübern in zirka 380 *m*. Es muß also eine Senkung des Meeresspiegels bis zu diesen Beträgen stattgefunden haben, um die Abtragung der älteren Sedimente zu ermöglichen. In gleich tiefer Lage finden wir die Grunderschichten bei Gaindorf (zirka 260 *m*), die gewiß als Bildungen seichten Wasser angesehen werden müssen. Der Meeresspiegel stand also damals noch tief. Und nun folgt darüber transgredierend der Tegel mit *Pecten denudatus*, der ein neues Vordringen des Meeres bedeutet, das sich nach dem früher Gesagten schon in das inneralpine Becken erstreckte. Damals mag das böhmische Festland in der Gegend von Eggenburg noch hoch von den Sedimenten der ersten Mediterranstufe bedeckt gewesen sein, deren Reste in die Grunderschichten eingeschwemmt gefunden werden.

Da wir den Stand des Meeres zur Zeit der zweiten Mediterranstufe mit mehr als 450 *m* annehmen müssen, können wir die großen Schwankungen erkennen, die damals in der Wasserbedeckung unserer Gegend und vermutlich im ganzen Mittelmeere, wie die sich mehrenden Beispiele in dieser Hinsicht zeigen, vor sich gegangen sind. Denn das alte böhmische Festland muß in dieser beschränkten Ausdehnung als ein fester Pegel gelten, der seit jenen Zeiten keine Krustenbewegungen mehr mitgemacht hat.

Dieser neue Fundort von sogenannter Schlierfazies bestärkt also die schon von Hörnes 1884 vertretene Ansicht, den Begriff »Schlier« als Stufenbezeichnung fallen zu lassen oder ihn, wie er es 1903 (13) im Anschlusse an E. Sueß (14) tut, auf

den über der ersten Mediterranstufe liegenden Horizont zu beschränken. Die Vorkommen von Neudorf a. d. March, Walbersdorf und Gaindorf sind mit Fuchs als Badener Tegel mit *Pecten dennudatus* oder nach der zuerst bekannten Lokalität als »Walbersdorfer Tegel« zu bezeichnen. Dieser ist nicht nur zeitlich, sondern auch genetisch vom »Schlier« und dem Amphisyleschiefer verschieden, die Bildungen eines Rückzugsstadiums sind, während er beim Vordringen eines Meeres abgelagert worden ist.

1. Hörnes, R. Ein Vorkommen des *Pecten dennudatus* Reuss und anderer »Schlier«-Petrefacten im inneralpinen Teil des Wiener Beckens. Verh. Geol. R.-A., 1884.
2. Fuchs, Th. Über den marinen Tegel von Walbersdorf mit *Pecten dennudatus.* Verh. Geol. R.-A., 1884.
3. Toula, F. Über den marinen Tegel von Walbersdorf bei Mattersdorf in Ungarn. Verh. Geol. R.-A., 1885.
4. Kittl, E. Über den miocänen Tegel von Walbersdorf. Ann. Hofmus., 1886.
5. Schaffer, F. Der marine Tegel von Theben-Neudorf in Ungarn. Jahrb. Geol. R.-A., 1897.
6. Toula, F. Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March (Dévény-Ujfalu) in Ungarn. Verh. Ver. f. Natur- und Heilkunde zu Preßburg. N. F. XI. Bd., 1899.
7. Schaffer, F. X. Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Wiener Becken II. Teil. Borntraeger, Berlin 1908. V. Exkursion.
8. Hauer, F. v. Über die Eocengebilde im Erzherzogtume Österreich und in Salzburg. Jahrb. Geol. R.-A., 1858, p. 104.
9. Sueß, E. Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äußeren Saume des Hochgebirges. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, LIV. Bd., 1866.
10. Ehrlich, G. Geognostische Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen, Linz, 1852, p. 72.

11. Cžjžek, J. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. Wien 1853, p. 22.
12. Sueß, F. E. Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Ann. Hofmus. V. Bd., 1891.
13. Hörnes, R. Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Wien, Tempsky 1903, p. 22.
14. Sueß, E. Das Antlitz der Erde. I. Bd. Wien, Tempsky 1883, p. 397, 454, Anm. 73.